Jb. nass. Ver. Naturkde. **133** S. 69-88 18 Abb. Wiesbaden 2012

Geologische Naturdenkmäler – Zeugen der Erdgeschichte

EBERHARD KÜMMERLE

Taunus, Rheingau, Tektonik, Metamorphose, Quarz, Brekzie, Basalt, Rossel

K u r z f a s s u n g : Dem erdgeschichtlichen Ablauf folgend werden geologische Naturdenkmäler aus der Zeit des Ordoviziums/Silurs über die Devon- und Tertiärzeit bis in das Pleisto-/Holozän vorgestellt. Sie sind Zeugen geologischer Ereignisse einer Zeitspanne von über 400 Millionen Jahren und ermöglichen stichpunktartig eine fiktive Wanderung durch die Erdgeschichte.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung

Aufschlüsse nennen Geologen die durch natürliche oder künstliche Ursachen frei gelegten Gesteine. An ihnen rekonstruieren sie die stoffliche und geschichtliche Entwicklung der Erde, der Landschaft und des Lebens. Diese steingewordene Erdgeschichte wie Felsklippen, Höhlen, Kiesgruben oder Steinbrüche sind oft erhaltens- und schützenswert und nicht nur Experten, sondern vor allem auch interessierten Nichtfachleuten zugänglich. Sie können die Attraktivität einer Gegend für heimatkundlich oder allgemein Interessierte erhöhen.

Eine Arbeitsgruppe der deutschen geologischen Dienste definierte 1996 den modern gewordenen Begriff „Geotop“ als „erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln“. Dies erscheint missverständlich, weil Geotope oft gerade nicht Bildungen der unbelebten, sondern der belebten Natur sind. So der von Stromatoporen und Korallen aufgebaute und unter Denkmalschutz stehende Lahnmarmor von Villmar. Schon Goethe hatte die daraus gefertigten Säulen im Wiesbadener Kurhaus bestaunt als „polierte Corallenklippen“. Dazu gehören auch die von der Vitalität fossiler Algen zeugenden Kalkriffe des Mainzer und Frankfurter Tertiärs.

2 Geologischer Zeitrahmen

Mit die ältesten Gesteine Europas sind am Südrand des Taunus zwischen Hallgarten und Bad Homburg herausgehoben, das „Vordevon“. Es ist hochmetamorph unter Druck von 2–6 kbar und Temperaturen von 400–600° C verändert, wohl noch von der kaledonischen Orogenese betroffen. (Caledonia = Nordschottland). Die Gesteine wurden dabei zu Metasedimenten und Metavulkaniten. Zu ersteren gehören Phyllite (phyllos = Blatt, blättrige Glimmerschüppchen bringen Seidenglanz). Ein zu vermutender Fossilinhalt wurde bis auf geringe Reste (Bierstadt-Phyllit, s. u.) zer-

stört. Ehemalige Vulkanite sind Grünschiefer (Meta-Andesit), Serizitgneis (Meta-Rhyolith) und Quarzkeratophyr. Nach Nordwesten, an einer Linie Rüdesheim - Hallgarten - Georgenborn - Chausseehaus - Naurod, folgen schwächer metamorphe Gesteine aus der Devonzeit (Landschaft Devon, England). Diese wurden in der variskischen (Variske r= Volk im Vogtland) Orogenese vor 300–330 Millionen Jahren metamorphosiert. Dabei wurden ganze Gesteinsmassen auf andere aufgeschleppt. Beim Zusammenschub wurden die Gesteine gefaltet und schuppenartig zerbrochen. Dazu gehören die Bunten Schiefer der Gedinne-Stufe (Dorf in den Ardennen), der Hermeskeil-Sandstein (Städtchen im Hunsrück) und der Taunusquarzit der Siegen-Stufe (Stadt Siegen). Letzterer ist an der Taunuskamm-Überschiebung auf Hunsrückschiefer überschoben. Etwa ab der Perm/Trias-Grenze vor rund 251 Mio. Jahren wurden im Verlauf starker Gebirgshebung alte Schwächezonen wie Schichtgrenzen, Schieferungsflächen oder Klüfte aktiviert und bildeten Aufstiegswege für basaltische Schmelzen und Thermalwässer. Unter anderem entstanden an Querstörungen des Gebirges gewaltige Quarzgänge. Durch die Thermalwässer wurde dabei das Nebengestein hydrothermal verändert. Während des Pleistozäns entstanden im Periglazialbereich unter anderem durch Frostsprengung an manchen Berghängen größere Blockschutthalden. Zur noch andauernden Jetztzeit, dem Holozän, gehören Hochflutsedimente und junge Talfüllungen des Rheins und der Bäche, die lokal in ansehnlicher Mächtigkeit seitlich der in sie eingeschnittenen Gewässer erhalten sein können.

3 Vom Rheinbett zum Taunuskamm

Auf der Karte (Abb. 1) sind die beschriebenen Naturdenkmäler lagemäßig dokumentiert. Die Zahlen 1 bis 16 entsprechen der Reihenfolge der im Text konkret angesprochenen Lokalitäten. Die nach Lokalität 3 genannten Eppsteiner Schiefer sind keinem speziellen Naturdenkmal zugeordnet. Der „Graue Stein“ (lfd. Nr. 5) südwestlich der Kalten Herberge am Rheinhöhenweg und die „Steinerne Bank“ (lfd. Nr. 10) bei Bad Schwalbach sind als Naturdenkmäler offiziell ausgewiesen.

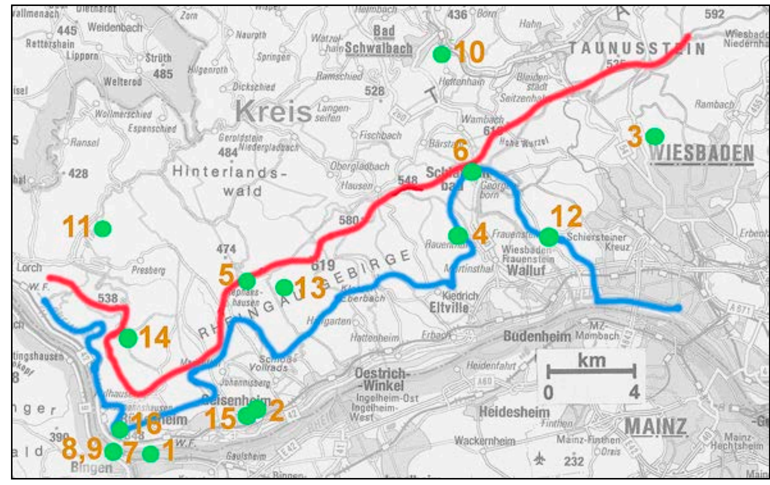


Abbildung 1: Standort der beschriebenen geologischen Naturdenkmäler. Rote Linie = Rheinhöhenweg, blaue Linie = Rheinsteig; Datengrundlage (H200): Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformation, Lizenznummer 2012-3-144.

Insel Krausaue (Lokalität 1)

Die Insel Krausaue bei Rhein-km 528,6 (Bl. 6013 Bingen, R 342180, H 553832) liegt inmitten einer künstlich aufgeschütteten Fläche von 850 x 150 m (Abb. 2). Das hier anstehende Gestein, ein Quarzkeratophyr, gehört zu den ältesten Europas. Der dazitisch-rhyolithische Vulkanit geht auf das Ordovizium/Silur zurück (benannt nach Volksstämmen in Großbritannien). Die Datierung erfolgte nach Analysen der Uran/Blei-Gehalte in Zirkonkörnern: 412–468 Mio. Jahre (SOMMERMANN et al. 1994). Als identisch mit diesem Gestein der Krausaue können sowohl der Quarzkeratophyr vom Bahnhof Rüdesheim (WAGNER & MICHELS 1930) als auch der einer Bohrung am Burg-Ehrenfelser-Weg (KÜMMERLE 2009) gelten.



Abbildung 2: Felsspitzen der Krausaue vor Bingen bei mittlerem Rheinwasserstand am 14.4.2012 (mit Kormoranen).

Ehemaliger Steinbruch an der Langestraße in Geisenheim (Lokalität 2)

In diesem Steinbruch steht ein vergleichbarer Keratophyr als fester Fels an (Bl. 6013 Bingen, R 342590, H 553991). Auf geringe Entfernung, nach Südwesten zunehmend, ist der Keratophyr aber in eine weiche kreidige Kaolinmasse verwandelt. (Kao-ling = Berg in Nordchina). Die Feldpäte sind zersetzt, Tonerde ist angereichert, der Quarz teilweise weggeführt. Zwei längliche Gesteinskörper wurden in Grube Rotenberg (1856–1963) und Kirchgrube (1951–1975) abgebaut. Aber nicht nur der Keratophyr, auch das Nebengestein Bunte Schiefer war großenteils in Kaolin verwandelt (Abb. 3).

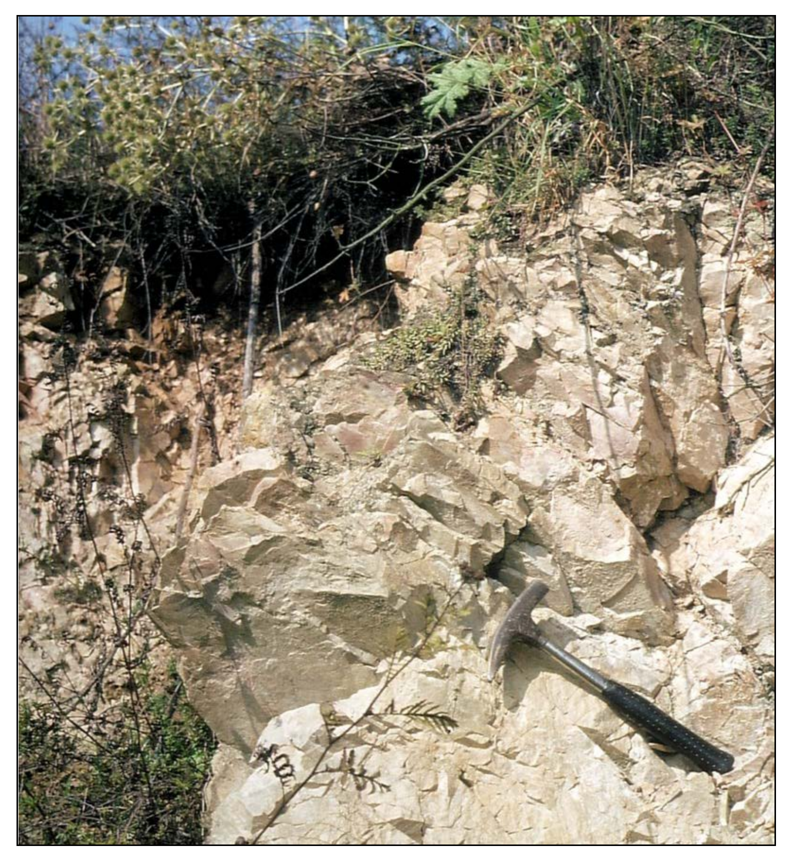


Abbildung 3: Steinbruchwand in Quarzkeratophyr. Langestraße/Rotenberg Geisenheim.

Leichtweißhöhle im Schwarzbach-/Nerotal, Wiesbaden (Lokalität 3)

Nach Nordwesten abtauchende grobe Felsplatten bilden einen dachartigen Felsüberhang aus Serizitgneis/Metarhyolith (Bl. 5815 Wehen, R 344435, H 555239). Das Gestein findet sich auch in der Saalgasse, am Schul-, Geis- und Neroberg. Die Felsgruppe vermittelt den Eindruck, die Leichtweißhöhle sei in Fels gehauen. Festen Fels findet der Besucher aber nur an der westlichen Höhlenwand. Der Fels bildete für den Schwarzbach eine Art Stauwehr. Dieses führte zu einer Verminderung des Bachgefälles und zum Absatz mächtiger lehmig-kiesiger Hochflutsedimente. Sie blieben dann beim Einschneiden des Baches unter den Felsplatten vor Ausräumung geschützt liegen. Oberhalb der Leichtweißquelle (bei der Höhle) ist eine terrassenartige Verebnung am rechten Bachhang erhalten (Holozän ?, Pleistozän ?). Heinrich Anton Leichtweiß, dem weder Pressluft noch Sprengstoff halfen, konnte sich wohl in einem natürlichen Hohlraum verstecken, wo am Felsrand an der Grenze zum Bachsediment vielleicht ein Teil des Schwarzbaches sich einen Weg frei gespült hatte. Erst Waldarbeiter erweiterten später die Höhlungen im z. T. verfestigten kiesigen Lehm zu einem Schutzraum. Der heutige Zugang mit Treppe entstand erst ab 1856 (Abb. 4).



Abbildung 4: Serizitgneisfelsen bei der Leichtweißhöhle. Links künstlicher Höhleneingang, rechts Brücke über den Schwarzbach.

Eppsteiner Schiefer

Zu den hochmetamorphen Vortaunusgesteinen gehört neben Serizitgneis und Quarzkeratophyr auch Phyllit wie z. B. der Eppsteiner Schiefer (Abb. 5).



Abbildung 5: Phyllit, Eppsteiner Schiefer. Bodenständiges Baumaterial z.B. für Weinbergsmauern.

Ausgangsgesteine sind Sandstein, Arkosen, Ton- und Schluffstein. Phyllit bildet örtlich Felswände oder -köpfe, so im Walluf- und Kiedrichertal. Das Gestein findet sich in ungezählten ortständigen Weinbergsmauern wieder, zerfällt aber infolge

mehrerer Schieferungsrichtungen sehr uneben. Nur bei dem bei Bierstadt erbohrten Phyllit war mittels marinen Planktons eine Altersangabe von 480 Mio. Jahren und somit eine zeitliche Einstufung in das Ordovizium/Silur möglich (ANDERLE 2011).

Felsklippen aus Grünschiefer im Walluftal und bei Rauenthal (Lokalität 4)

Der durch Chlorit und Serizit deutlich grün gefärbte Grünschiefer, ein Meta-Andesit, bildet ebenfalls Felsklippen, z.B. im Walluftal und bei Rauenthal. Die Schiefrigkeit ist weniger ausgeprägt. Mannshohe Platten aus diesem Gestein stützen Rauenthaler Hohlwege (Abb. 6), die leider immer wieder mit Bauschutt verunstaltet werden.



Abbildung 6: Stützplatten aus Grünschiefer am „Gemeynen Weg“ bei Rauenthal (Zeichnung Elfriede Michels 1976).

Aus der Analyse von Isotopen kann gefolgert werden, dass der Grünschiefer innerhalb der Zeitspanne von 411–468 Mio. Jahren etwas älter als der Quarzkeratophyr und der Serizitgneis zu sein scheint (SOMMERMANN et al. 1992, 1994).

Naturdenkmal Grauer Stein südwestlich der Kalten Herberge (Lokalität 5)

Der landschaftsprägende, über 1000 m mächtige, großblockig absondernde Taunusquarzit bildet durch seine Festigkeit markante Höhenzüge und zahllose Naturdenkmäler. Seine Härte beruht auf der engen Verwachsung der Quarzkörner mit sekundärem Quarzmaterial, die dazu führt, dass die Körner nicht aus dem Verband gelöst,

sondern durchtrennt werden („Schneidender Bruch“). Der Quarzgehalt erreicht 95 %, Quarzgänge verfestigen das Gestein zusätzlich. Züge aus Taunusquarzit lassen sich vom Hunsrück bis Bad Nauheim verfolgen.

Das Naturdenkmal Grauer Stein am Rheinhöhenweg (Bl. 5913 Presberg, R 342688, H 554615) – nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen, aber geologisch völlig andersartigen Grauen Stein bei Georgenborn – besteht aus dickbankigem Quarzit (Abb. 7). Die Quarzitbänke fallen in einem Südwestteil nach Nordwest, in einem von einer Blockhalde getrennten Nordostteil aber nach Südost ein. Hier deutet sich eine Sattelstruktur an. Wenngleich die dickbankige Ausbildung eher für Unteren Taunusquarzit spräche, ist wegen des fossilen Inhaltes eine Zugehörigkeit der Felsgruppe zum Oberen Taunusquarzit anzunehmen, der normalerweise mehr graue Tonschieferlagen enthält (EHRENBERG et al. 1968).



Abbildung 7: Grobbankiger Taunusquarzit des Grauen Steins südwestlich der Kalten Herberge am Rheinhöhenweg.

Quarzitfelsen bei der „Felsenburg“ in Schlangenbad (Lokalität 6)

Ein Naturdenkmal aus Unterem Taunusquarzit stellt auch der Quarzitfelsen bei der „Felsenburg“ in Schlangenbad dar (Abb. 8). Er fügt sich nach seinem Streichen und Fallen in die Tektonik der Umgebung ein und bildet mit Wilhelmsfelsen und Musensitz (Köselei) ein geologisches Ensemble. Bei der Felsenburg gab es ein Drei-Länder-Eck. Das Gebiet östlich der Walluf gehörte zu Nassau-Idstein/Nassau-Weilburg. Westlich des Wallufbaches teilte der Warme Bach katzenelnbogisch/hessisches Gebiet von kurmainzischem Territorium. Ein Bachlauf aus Bremser und Warmem Bach mit Anteil an Schlangenbader Thermalwasser floss ursprünglich unter der heutigen Mühlstraße durch und mündete noch im 19. Jh. in einem nördlichen Bogen oberhalb der Querstraße in die Walluf. Drei ehemalige Mühlen wurden davon betrieben und konnten mit ihrem Warmwasseranteil auch winters mahlen.

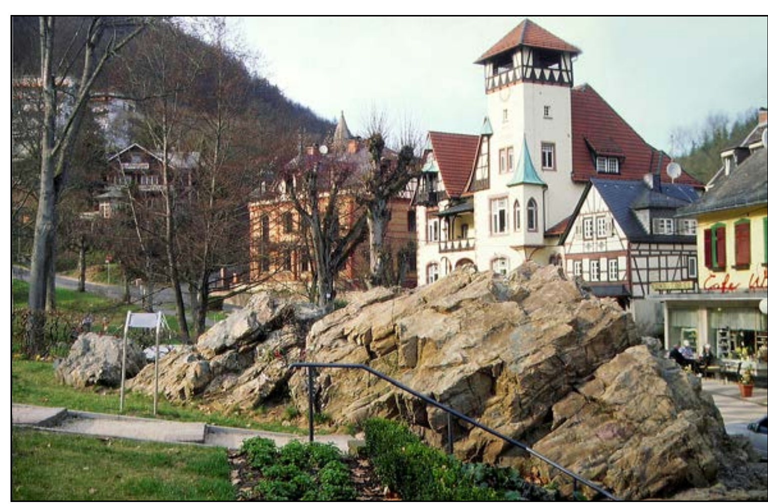


Abbildung 8: Quarzitfelsen bei der Schlangenbader Felsenburg. Bei dem z.T. verdeckten Haus links stand die Mittlere, beim Haus Ingeborg (mit Turm) die Untere Warme Mühle (Waldmühle).

Taunusquarzit im Bereich der Mäuseturminsel (Lokalitäten 7–9)

Vom Bingener Hafen ab erhoben sich von Osten her viele kleine felsige Inseln, die z.T. beseitigt, z.T. in die Uferbefestigung eingebaut wurden. Sie waren aus Unterem Taunusquarzit wie auch die Felsen der Mäuseturminsel (Abb. 9). An ihnen hat sich der Rhein recht schwer getan. Tiefe Auskolkungen, Strudellöcher, hat er im Lauf der Jahrtausende mit Hilfe seiner harten Gerölle ausgehöhlt (Abb. 10, 11).

Der alte Name „Mühlenwerth" für die Mäuseturminsel leitet sich von den Schiffsmühlen ab, die von der Strömung des Rheins im beginnenden Engtal angetrieben wurden. Sie werden oft mit dem Turm zusammen dargestellt. Um 1876 ankerten Mühlen in Höhe des „Mühlsteins" bei km 529,1 etwas nördlich der Strommitte, rd. 650 m oberhalb des Mäuseturms. Auch der Mühlstein besteht aus Oberem Taunusquarzit wie auch die „Wilde Broh", die sich vor den Sprengungen etwa 60 m vom Mühlstein in Richtung Strommitte im Rhein erhob.



Abbildung 9: Quarzitfelsen der Mäuseturminsel bei Niedrigwasser am 27.8.2003.



Abbildung 10: Mittels seines Gerölls (vorn) hat der Rhein Strudellöcher geschaffen.

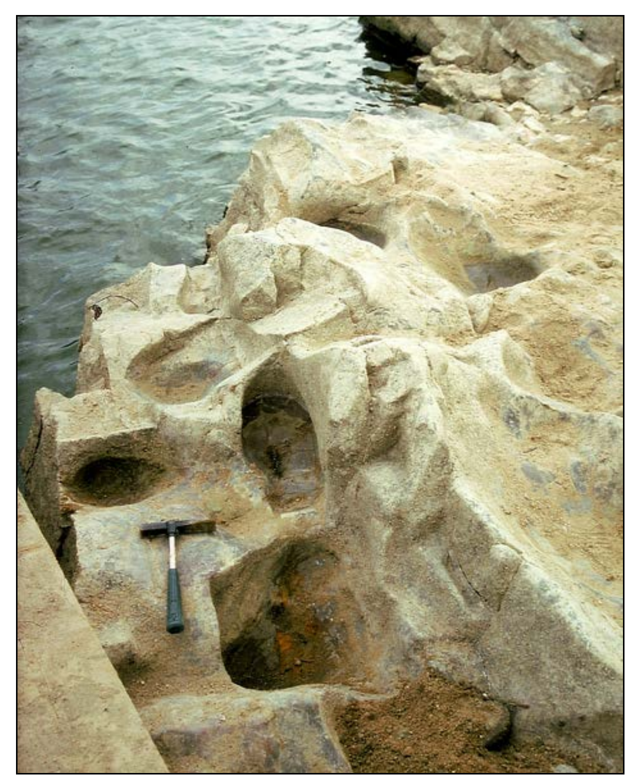


Abbildung 11: Auskolkungen im Taunusquarzit der Mäuseturminsel.

Steinerne Bank bei Bad Schwalbach (Lokalität 10)

Der Hunsrückschiefer (auch Wisperschiefer), der überwiegend dem Unterems angehört, bildet einen breiten Geländestreifen von Südwesten bei Trier über das Wispertal und den Westerwald bis zur Wetterau. Man stellt sich dabei meist einen eben spaltenden Dachschiefer vor. Oft ist das Gestein aber stark sandig-quarzitisch und bildet Felsen wie die der Pfalzinsel bei Kaub.

Die Steinerne Bank (Bl. Bad Schwalbach, R 343450, H 555638) ist Teil einer Felsrippe am Hang der „Busemach" in Bornich-Schichten, einer mittleren Folge des Hunsrückschieferprofils, gekennzeichnet durch hohen Anteil an Silt- und Sandsteinen und Quarziten und mit fossilen Brachiopoden, Korallen, Crinoiden und Chondriten. Die „Sitzfläche" der Bank folgt der Schichtung. Die Schieferflächen stehen steil. Quarzgänge sind häufig und kreuzen sich rechtwinklig (Abb. 12).

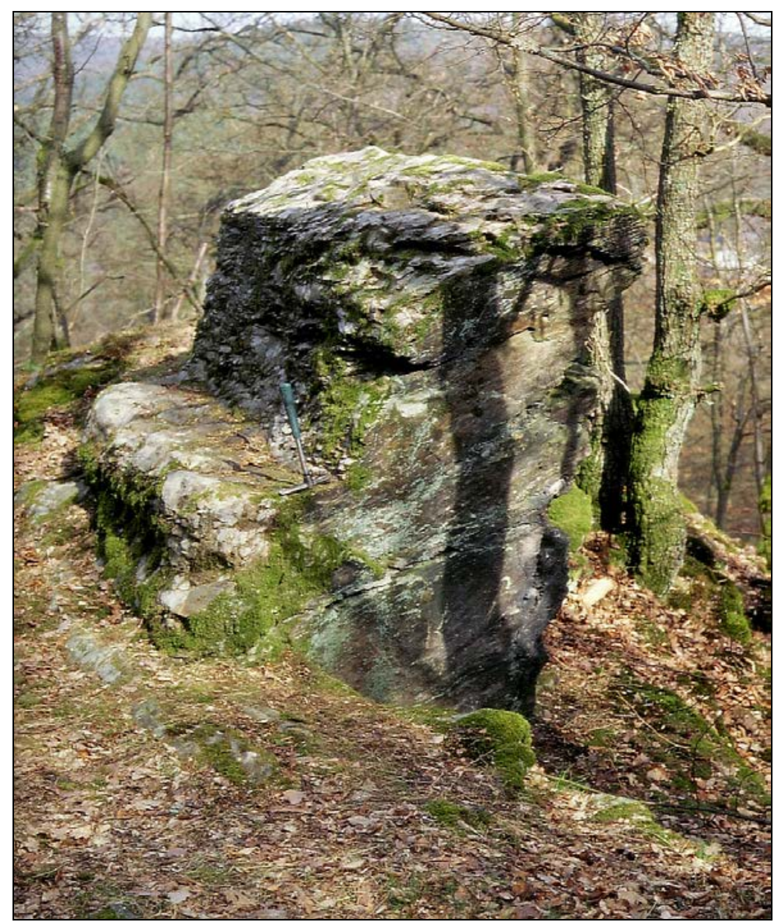


Abbildung 12: Steinerne Bank in Bornich-Schichten am Hang der Busemach bei Bad Schwalbach.

Im Wispergebiet unterscheidet sich ein Südwestbereich mit mehr Echinodermen von einem Nordostbereich mit mehr Brachiopoden (MITTMEYER 1973). Es wird diskutiert, inwieweit die Gesteine des Hunsrückschiefers auf ein Wattenmeer, Flachmeer oder die Tiefsee zurückzuführen sind.

Teufelsfelsen zwischen Wisper- und Hüttental (Lokalität 11)

Diese Felsgruppe (Bl. 5913 Presberg, R 341901, H 554835) im Wald ist nur eine von vielen, die für die Steilhänge des Wispertals kennzeichnend sind (Abb. 13). Sie gehört zu einem höheren Hunsrückschieferanteil über den Bornich-Schichten, den Kaub-Schichten. Sie bestehen aus Tonschiefer mit Siltsteinen und sandig-quarzitischen Einlagen, mit fossilen Brachiopoden, Trilobiten, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Crinoiden, Korallen und Fischen. Freilich wurden die Funde fast immer in den Spalthäusern der Schiefergruben gemacht. Die dunkle Farbe der Schiefer soll auf inkohlte organische Substanz zurückgehen, wobei die Frage ist, wie diese bei hohem Druck und Temperatur erhalten geblieben sein soll. Abraumhalden der

Schiefergewinnung wurden, vergleichbar den „Rosseln“ (s.u.), zu Bestandteilen der Landschaft.

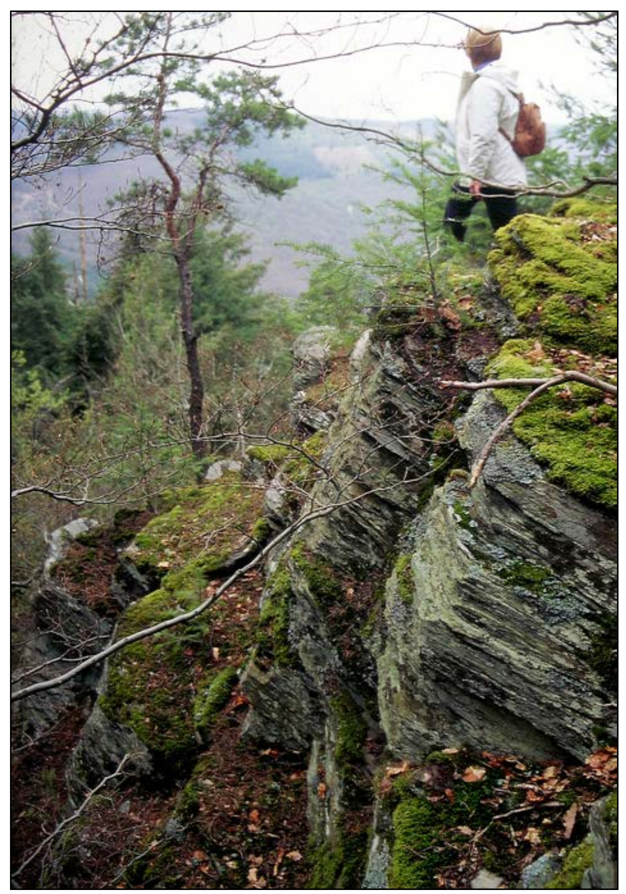


Abbildung 13: Teufelsfelsen in Kauber Schichten, zwischen Wisper- und Hüttental.

Burgfelsen Frauenstein (Lokalität 12)

Die Burgruine (Bl. 5914 Eltville, R 343953, H 554799) erhebt sich auf einem Quarzfelsen (Abb. 14). Es handelt sich um die Füllung einer an einer tektonischen Schwächelinie mehrfach aufgerissenen Gebirgsspalte in Eppsteiner Schiefer. Solche viele Meter breiten Quarzgänge sind spät- bis postorogen entstanden. Ihr Verlauf ist unabhängig von der Lagerung des Nebengesteins. Typisch sind Pseudomorphosen (pseudo = falsch, morphe = Gestalt) von Quarz nach Schwerspat, weil der Quarzfällung die Abscheidung von Schwerspat (Baryt) vorausging, sowie Kappenquarze. Davon zu unterscheiden sind die alten, im Verlauf der Orogenese entstandenen Quarzgänge. Sie zeigen mm- bis dm-Breite und sind mit Milchquarz, der wasserklare Bergkristalle einschließen kann, ausgefüllt. Diese Gänge sind mitgefaltet und zertrümmert. Das Alter der „jungen“ Quarzgänge des Taunus wurde zunächst mit Hilfe der umgelagerten Kappenquarze geschätzt. Sie fehlen noch in den Abtragsschutt-

massen der Oberrotliegendzeit und treten erst in Sedimenten des Oligozäns auf (LEPPLA 1923). Diese Einstufung wurde bestätigt und präzisiert durch die Untersuchung des Nebengesteins beim vergleichbaren Usinger Quarzgang. Weil unter hydrothermalen Bedingungen im Nebengestein Neu- und Umbildung von Schichtsilikaten erfolgt, ändern sich z.B. die K- und Rb-Gehalte. Die Auswertung mit der Rb/Sr-Methode ergab ein Alter von 265–279 Mio. Jahren, also die Zeit des Perms (SCHNEIDER 1997).



Abbildung 14: Quarzfelsen der Burg Frauenstein mit dem 2004 renovierten Wohnturm.

Basaltschlot am Rabenkopf (Lokalität 13)

Zwischen Kammerforst und Naurod durchbrachen im Alttertiär vor 41–52 Mio. Jahren (LIPPOLT et al. 1975) Basaltschmelzen die alten Taunusgesteine und sind als Schlotfüllungen erhalten. Beim Erkalten der rd. 1100° C heißen Schmelze bildeten sich u.a. durch Volumenschwund Basaltsäulen. Am Rabenkopf (Bl. 5913 Presberg, R 342766, H 554572) überwiegen waagrechte Säulen, ein Merkmal von Schloten, denn die Säulen entstehen etwa senkrecht zu den Abkühlungsflächen. Säulige Absonderung wurde auch bei Basalten der Waldburghöhe (s. u.), des Hörkopfes und der Finkenwiese bei Hausen v. d. H. beobachtet (LEPPLA 1904). Der Rabenkopf-Basalt bildet eine Bergkuppe im Wald (Abb. 15) und erinnert an ein großes Hünengrab. Es ist ein basanitischer Nephelinit mit Übergang zu Olivin-Nephelinit (EHRENBERG et al. 1968).

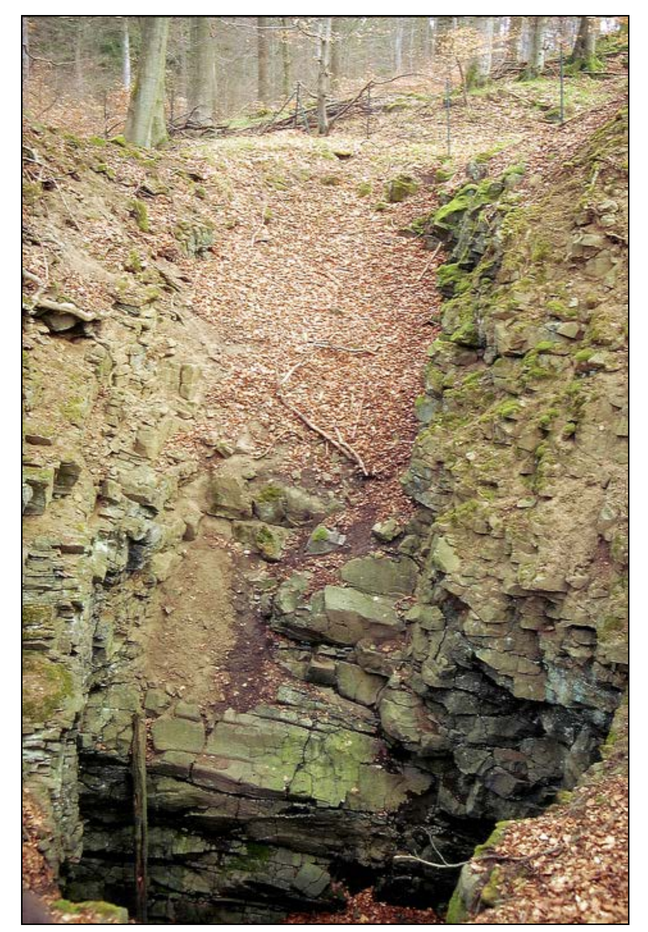


Abbildung 15: Ehemaliger Basaltsteinbruch am Rabenkopf östlich Stephanshausen.

Basalt der Waldburghöhe im Kammerforst (Lokalität 14)

Ausgedehnter als am Rabenkopf ist das Basaltvorkommen der Waldburghöhe im Kammerforst (Bl. 5913 Presberg, R 341992, H 554378). Auch hier handelt es sich um basanitischen Nephelinit. Die bis cm-großen Olivineinschlüsse sind meist in Glimmermineralien wie Chlorit umgewandelt und werden dann gelblich-bräunlich. Olivin deutet auf Ursprung der Basaltschmelze im Oberen Erdmantel in 30–100 km Tiefe (Abb. 16).



Abbildung 16: Basalt aus dem Steinbruch Waldburghöhe im Kammerforst mit Einschlüssen von Olivin.

Viele der Taunusbasalte wurden genutzt, wenngleich es sich wie am Rabenkopf um Sonnenbrenner handelt, die kleinstückig zerfallen. Der Zerfall erfolgt auch in 10 m Tiefe, die Sonne trägt also keine Schuld. Ist das Mineral Analcim, in der Endphase der Gesteinserstarrung gebildet, fleckenhaft ungleichmäßig im Gestein verteilt, ist auch der Wassergehalt unterschiedlich. Analcim enthält bis zu 40 % mehr Wasser und ist leichter zu hydrolysieren, der Stein zerfällt (ERNST et al. 1941).

Goethe-Brekzie auf dem Rotenberg bei Geisenheim (Lokalität 15)

Am Westhang des Rotenbergs ist ein Block einer groben Brekzie, z. T. auch eher Konglomerat zu nennen, erhalten geblieben (Bl. 6013 Bingen, R 342566, H 553965, Abb. 17). Die Komponenten zeigen beträchtliche Größenunterschiede. Eckige Quarzitblöcke erreichen dm-Kantenlänge, cm-große Milchquarze und feine andere Bestandteile sind z. T. gut gerundet. Das Bindemittel ist kieselig, eisenschüssig, ungleich verteilt. Vor der Flurneuordnung waren Blöcke dieser Art am Hang weit verbreitet. „Am Westfuß des Rothenberges fallen große Blöcke und Felsklippen von einem sehr groben Quarz- und Quarzitconglomerat durch die Große Härte und Festigkeit des Gesteines auf. Es sind (…) tertiäre Schotter, die durch quellenartig emporgedrungene reine Kieselsäurelösungen verkittet wurden.“ (LEPPLA & WAHNSCHAFFE 1901). Das „Konglomerat von Geisenheim“ reichte hinunter bis zum Blaubach (LEPPLA 1904). Es wurde später auch im Bett des Baches oberhalb der Brücke beim Geisenheimer alten Friedhof beobachtet (LÜSTNER 1943).

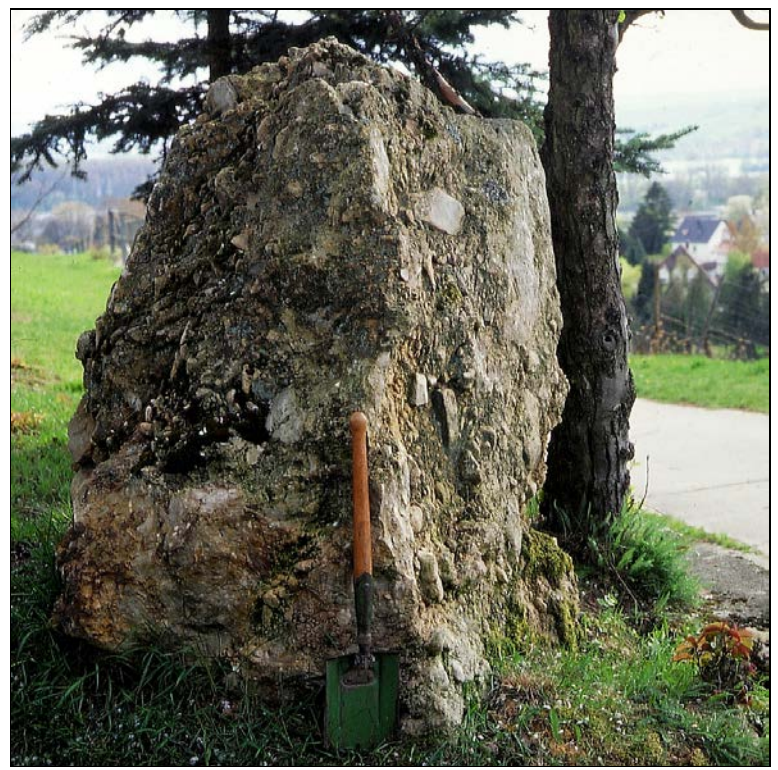


Abbildung 17: Block aus der Goethe-Brekzie auf dem Rotenberg über Geisenheim.

Die Brekzie ist ohne Zweifel die Nordost-Fortsetzung des von Goethe 1814 und 1815 genannten Gesteins am Rochusberg. „Ein im Augenblick des Werdens zertrümmertes Quarzgestein, die Trümmer scharfkantig durch Quarzmasse wieder verbunden“. Um 1856 heißt es: „An dem nordöstlichen Ende des Rochusberges… liegen noch jetzt Conglomeratblöcke von grösseren und kleineren Dimensionen. Vor Anlage der Weinberge waren dieselben … viel bedeutender… . Andere Blöcke scheinen in Klüften des anstehenden Gesteins conglomerirt zu sein… . Göthe spricht … von diesen Conglomeraten. Damals lagen dieselben viel zahlreicher auf dem unfruchtbaren Felde, als gegenwärtig am Rheinufer zwischen Bingen und Kempten. In den 30 und 40er Jahren sind viele dieser Massen bei der Anlage von Weinbergen versenkt worden. Ein Theil derselben ist beim Bau der Eisenbahn von Bingen nach Mainz wieder blossgelegt worden.“ (WAGNER 1856). Auch beim Bau des Brückenpfeilers der Hindenburgbrücke auf der Rüdesheimer Aue wurde die Brekzie angetroffen (WAGNER 1926).

Lange wurde die Goethe-Brekzie für die Reibungsbrekzie einer Erdbebenspalte gehalten, an deren Rändern das Gestein zertrümmert und die eckigen Bruchstücke durch Kieselsäure und Eisenoxid verkittet worden seien. Neuerdings geht man von einem Quarzitschutt aus, mit verkieselter, ehemals toniger Matrix, der abgetragen, wohl im Küstenbereich des Oligozänmeeres abgerollt und erneut verkieselt wurde (ANDERLE 1999). Auch wird das Gestein als fossiler Hangschutt, sowohl Brekzie als auch Konglomerat, aus dem Alttertiär beschrieben (ANDERLE et al. 2011). Dazu

sei bemerkt, dass schon immer der Rochusberg als Teil der mitteloligozänen Küste mit Brandungsschutt des Anstehenden gesehen wurde (z.B. WAGNER 1926). Brekzien, beim Bau der Hindenburgbrücke angetroffen, wurden schon dem Meeressand zugeordnet, und Brandungsschutthalden wurden am Rochusberg schon früher erkannt (WAGNER & MICHELS 1930). Unabhängig von der Herkunft der Gesteinskomponenten ist deren tektonische Beanspruchung, „in-situ zerbrochene Gesteinsblöcke" (ANDERLE et al. 2011), zweifelsfrei. Es bleibt aber die Frage nach Ursache und Herkunft des kieseligen Bindemittels, denn die Küstenfazies des Oligozäns im Mainzer Becken ist zwischen Bingen und Hochheim nirgends silifiziert. Die Kieselsäure soll nach ANDERLE et al. (2011) nicht aus der Tiefe, sondern aus der siallitischen Verwitterung des Grundgebirges stammen und „fluvial mobilisiert" worden sein. Dies erklärt allerdings nicht die linear auftretende Einkieselung der Brandungsschutt- und -geröllmassen vom Nahetal über Rochusberg - Rüdesheimer Aue - Rotenberg. Vor allem die Verbindung mit dem kaolinisierten Quarzkeratophyr vom Rotenberg (s.o.) legt eine hydrothermale Herkunft der Kieselsäure nahe. Auch der Quarzkeratophyr der Krausaue (s.o.) ist hydrothermal überprägt. „Mit dem hydrothermalen Ereignis in Zusammenhang steht vermutlich die Kaolinisierung der regional benachbarten Quarzkeratophyr-Vorkommen von Geisenheim" (SOMMERMANN et al. 1994). Kaolinisiert ist auch das in Bohrungen für das Tunnelprojekt westlich des Bahnhofs Rüdesheim angetroffene vergleichbare Gestein (KÜMMERLE 2009). In der Kaolinlagerstätte Geisenheim zeigte sich ein klarer Zusammenhang zwischen Intensität der Kaolinisierung und tektonischer Beanspruchung, hydrothermale Quarzzufuhr liegt nahe (BEHNE & HOENES 1955). Auch nach Erweiterung des Abbaus wurde die intensivste Kaolinisierung an Gesteinsspalten und Zerrüttungszonen festgestellt (KROLL & BORCHERT 1969). Auch mangelt es nicht an Aufstiegswegen für Thermalwässer, zu nennen sind z. B. die Bingen-Rüdesheimer Überschiebung, die die Rochusberg-Schuppe von der Niederwald-Schuppe trennt (LEPPLA 1900), die Verwerfung zwischen Bunten Schiefern und Taunusquarzit und die Kemptener Störung am Rochusberghang (WAGNER & MICHELS 1930).

Rossel am Niederwald bei Rüdesheim (Lokalität 16)

Zu einem Bestandteil der Landschaft Rheingau wurden die Rosseln, Blockmeere, Blockströme oder Blockschutthalden aus Taunusquarzit. Sie liegen wie die bekannte Rossel am Niederwald bei Rüdesheim (Bl. 6013 Bingen, etwa R 341965, H 553868) weitgehend am Ort ihrer Entstehung unter periglazialen Verhältnissen als Produkte der Frostverwitterung. Beim Gefrieren dehnt sich das Volumen des Wassers um 9 % aus. Es sprengt dabei selbst in feinsten Spalten des Gesteins die Felsen. In viel kleineren Dimensionen entstehen Rosseln noch heute als Versturz des anstehenden Gesteins. Bodenbildung kann auf den Halden kaum stattfinden, deshalb und wegen Abwärtsgleiten – Bajonettwuchs der Birken – sind sie kaum verbuscht oder bewaldet (Abb. 18).



Abbildung 18: Rossel, Blockschutthalde am Niederwald bei Rüdesheim. Links oben die nach ihr benannte künstliche Ruine Rossel.

Die Blockmeere haben auch ihr spezielles Mikroklima mit starken Temperaturgegensätzen nahe ihrer Oberfläche. Quarzitblockhalden boten das Material verschiedener Ringwälle der Kelten- und Eisenzeit, so am Dollberg bei Nonnweiler-Otzenhausen (KLEIN 2011), ebenso nahe der Hallgartener Zange und am Heidekeller zwischen Kiedrich und Hausen v. d. H. Neuere Fossilfunde im Taunusquarzit bei der Rossel sind vorwiegend Wurmbauten (SCHLIRF et al. 2002). Aber schon früher wurden die Wohnröhren vermutlich eines fossilen Borstenwurms entdeckt. Nach dem Fundort wurden sie *Rosselia socialis* genannt (DAHMER 1938). In Quarziten der Loreleigegend gibt es sogar eine *Loreleiella*, einen Brachiopoden.

4 Danksagung

Der Verfasser dankt Herrn Prof. B. Toussaint vor allem für die sorgfältige Überarbeitung der Karte in Abbildung 1. Herrn H. Blaschke und dem Wasser- und Schifffahrtsamt Bingen gebührt Dank für die Mitnahme auf einer Inspektionsfahrt mit dem Mess- und Bereisungsschiff „Rüdesheim". Für seine freundlichen Auskünfte sei auch dem Höhlenwart Driess gedankt.

5 Literatur

ANDERLE, H.-J. (1999): Goethes „Urbreccie" und die Geologie des Rochusberges bei Bingen. – Exkursionshefte nass. Ver. Naturkde., **16**: 8 S., 3 Abb.; Wiesbaden.

ANDERLE, H,.J. (2012): Der alte Untergrund Wiesbadens. – Jb. nass Ver. Naturkde., **Sb. 2**: 1-9, 4 Abb.; Wiesbaden.

ANDERLE, H.-J., SCHINDLER, T., WUTTKE, M. & ZINKERNAGEL, U. (2011): Goethes „Urbreccie" – ein verkieselter Hangschutt im nordwestlichen Mainzer Becken (Tertiär, Paläogen; SW-Deutschland) und seine Genese. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **132**: 61-107, 28 Abb., 2 Tab., 1 Anh.; Wiesbaden.

BEHNE, W. & HOENES, D. (1955): Die Kaolinlagerstätte von Geisenheim (Rheingau) – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr., **4**: 412-433, 10 Abb., 5 Tab.; Heidelberg.

DAHMER, G. (1938): Fährten, Wohnbauten und andre Lebensspuren mariner Tiere im Taunusquarzit des Rheintaunus. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **85**: 64-79, 23 Abb.; Wiesbaden.

EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, G. & KÜMMERLE, E. (1968): Geol. Kt. Hessen 1: 25000 Bl. Nr. 5913 Presberg m. Erl., 2. Aufl. – 201 S., 22 Abb., 9 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.

KLEIN, T.F. (2011): Der Ausflug zu den Kelten. – 187 S., 86 Abb.; Frankfurt a. M. (Societäts Verlag).

KROLL, J.M. & BORCHERT, W. (1969): Geologisch- petrographische Untersuchungen an westdeutschen Kaolinlagerstätten. – Ber. dt. keram. Ges., **46,3**: 131-142, 5 Abb., **46,11**: 605-609, 8 Abb.; Bad Honnef.

KÜMMERLE, E. (2009): Rüdesheim am Rhein – ein geologischer Streifzug. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **130**: 105-115, 10 Abb.; Wiesbaden.

LEPPLA, A. (1900): Über meine Aufnahmen im westlichen Rheingau (Bl. Rüdesheim und Pressberg) – Jb. preuß. Geol. L.-A. f. 1899, **20**: 76-84; Berlin.

LEPPLA, A. (1903/1904): Geol. Kt. Preuß. benachb. Bundesst., Lfg. 111, Bl. Preßberg - Rüdesheim m. Erl. – 68 S.; Berlin.

LEPPLA, A. (1923): Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **75**: 80-87; Berlin.

LEPPLA, A. & WAHNSCHAFFE, F. (1901): Geologisch-agronomische Darstellung der Umgebung von Geisenheim am Rhein. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-A. Bergakademie, N.F., **35**: 42 S., 1 Kt.; Berlin.

LÜSTNER, G. (1943): Mitteilung zur geologischen Karte von Hessen, Bl. 6013 Bingen-Rüdesheim. – Archiv HLUG. I 30092/43/6013; Wiesbaden.

MITTMEYER, H.-G. (1973): Die Hunsrückschiefer. Fauna des Wispergebietes im Taunus (Ulmen-Gruppe, tiefes Unter-Ems, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 16-45, 8 Abb., 5 Taf.; Wiesbaden.

SCHLIRF, M., NARA, M. & UCHMAN, A. (2002): Invertebraten-Spurenfossilien aus dem Taunusquarzit (Siegen, Unterdevon) von der „Rossel" nahe Rüdesheim. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **123**: 43-63, 5 Abb., 5 Taf.; Wiesbaden.

SCHNEIDER, J. (1997): Zur Altersstellung der Pseudomorphosenquarz-Gänge im Taunus. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **118**: 115-118; Wiesbaden.

SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südtaunus. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 67-76, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

SOMMERMANN, A.-E., ANDERLE, H.-J. & TODT, W. (1994): Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausaue bei Rüdesheim am Rhein (Bl. Bingen, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **122**: 143-157, 5 Abb., 4 Tab; Wiesbaden.

WAGNER, C. (1865): Ueber die Umgegend von Bingen. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **22**: 81-84; Bonn.

WAGNER, W. (1926): Goethe und der geologische Aufbau des Rochusberges bei Bingen. – Notizbl. Ver. Erdkde. geol. L.-A. Darmst., **(V) B**: 224-231, Taf. 11; Darmstadt.

WAGNER, W. & MICHELS, F. (1930): Geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. Bingen-Rüdesheim, m. Erl. – 167 S., 3 Taf.; Darmstadt.

DR. EBERHARD KÜMMERLE
Hauptstr. 67
65344 Martinsthal
Telefon: 06123/972112
e-Mail: kuemmerle@web.de

Manuskripteingang: 10. August 2012